

## 北海道中央東部，糠平湖周辺地域の貫入岩体の K–Ar 年代

成田敦史<sup>1)</sup>・乙幡康之<sup>2)</sup>・久保見 幸<sup>1)</sup>K–Ar dates of emplacement rocks in the Lake Nukabira area,  
eastern central Hokkaido, JapanAtsufumi NARITA<sup>1)</sup>, Yasuyuki OPPATA<sup>2)</sup>, Koh KUBOMI<sup>1)</sup>**Abstract**

We investigated two emplacement rocks both of which are interpreted to intrude the Late Miocene Tokachihoroka Formation distributed in the Lake Nukabira area, eastern central Hokkaido, Japan. We obtained plagioclase K–Ar date for hydrothermally altered andesite and obtained biotite K–Ar date for xenolith which is thought to derived from the Tokachihoroka Formation. These analyses give the dates of  $1.81 \pm 0.29$  Ma from hydrothermally altered andesite and  $1.80 \pm 0.07$  Ma from xenolith, both of which are much younger than the depositional age of the Tokachihoroka Formation. We also obtained a whole rock K–Ar date for quartz porphyry. The analysis gives the date of  $8.06 \pm 0.57$  Ma from quartz porphyry, older than the depositional age of the Tokachihoroka Formation. These results give us necessity to reinvestigate stratigraphical or geo-structural position of the volcanics, or to do other age determination in the Lake Nukabira area.

**はじめに**

北海道中央東部の糠平湖周辺のタウシュベツ層からは大型植物化石群が産出し、後期中新世の“糠平植物群”として知られてきた (Tanai 1961; 鈴木 1967; 岡崎・鈴木 1973). Tanai (1961) などが検討対象とした植物化石群の産出するタウシュベツ層の露頭は失われたが、新たに化石採集の可能な露頭が確認され、タウシュベツ層の下位にあたる十勝幌加層からも良質な大型植物化石群が得られることが確認された (成田・乙幡 2018, 2023). さらにタウシュベツ層と同時異相である不二川溶岩の安山岩の全岩 K–Ar 年代から、本層が下部更新統であることが明らかとなった (成田・乙幡 2023). これらの結果から、糠平湖周辺地域の新生界の層序は、成田・乙幡 (2023) において再整理されるとともに、糠平湖周辺からは、十勝幌加層産の後期中新世の十勝幌加植物群およびタウシュベツ層産の前期更新世のタウシュベツ植物群の2つの時代の異なる大型植物化石群が認められることが明らかと

なった (成田・乙幡 2023).

今回、十勝幌加層の年代の詳細を知るため、本層を貫くとされる熱水変質安山岩 (プロピライト) およびその捕獲岩の礫岩 (石英閃緑岩礫)、そして石英斑岩の貫入岩体の K–Ar 年代を測定したので報告する。

**地質概説**

糠平湖周辺地域は、糠平湖南東部の上士幌町黒石平からぬかびら源泉郷、糠平湖北方の幌加を含む音更川流域までの地域を指す (図 1). 当地域の地質の詳細は、山岸・松波 (1976) および山岸 (1976) で述べられている。成田・乙幡 (2023) は、糠平湖周辺地域に分布する十勝幌加層およびタウシュベツ層の大型植物化石群の検討やそれらの示す年代について報告し、それに伴って糠平湖周辺の新生界の層序を再検討した。その結果、糠平湖周辺地域の地質は、西側に分布する上部白亜～古第三系の日高累層群 (Watanabe and Iwata 1987; 君波ほか 1990) を基盤岩とし、下位から順に中部中新統のシカリベツ川層 (Watanabe and

1) 北海道博物館 〒004-0006 北海道札幌市厚別区厚別町小野幌 53-2

Hokkaido Museum. 53-2 Konopporo, Atsubetsu-cho Atsubetsu-ku, Sapporo, Hokkaido 004-0006, Japan.

2) ひがし大雪自然館 〒080-1403 北海道河東郡上士幌町字ぬかびら源泉郷 48-2

Higashitaisetsu Nature Center. 48-2 Nukabira-gensenkyo, Kamishihoro-cho, Kato-gun, Hokkaido 080-1403, Japan.

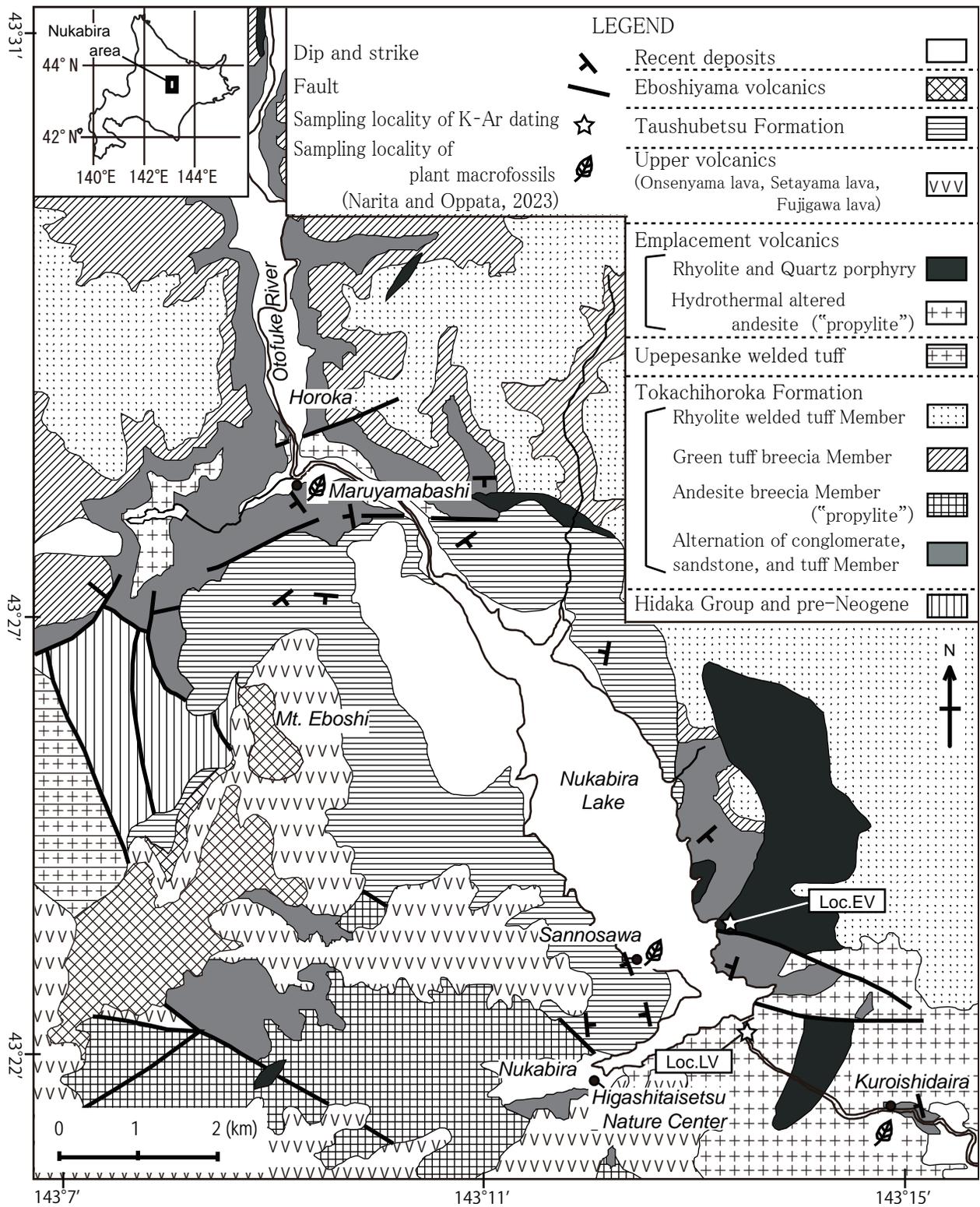


図 1 糠平湖周辺地域の地質図と K-Ar 年代測定試料の採集地点。成田・乙幡 (2023) を修正して使用。

Fig.1 Geological map of the Lake Nukabira area and sampling locality of K-Ar dating. Modified from Narita and Oppata (2023).

Iwata 1985), 十勝幌加層, ウペペサンケ溶結凝灰岩, 下部更新統の溶岩類 (温泉山溶岩, 勢多山溶岩, 不二川溶岩など) およびそれらと同時異相の関係にあるタ

ウシュベツ層, えぼし山火山噴出物, そして十勝三股層という層序に区分される (成田・乙幡 2023; 図 1, 図 2). また, 成田・乙幡 (2023) は, 十勝幌加層と

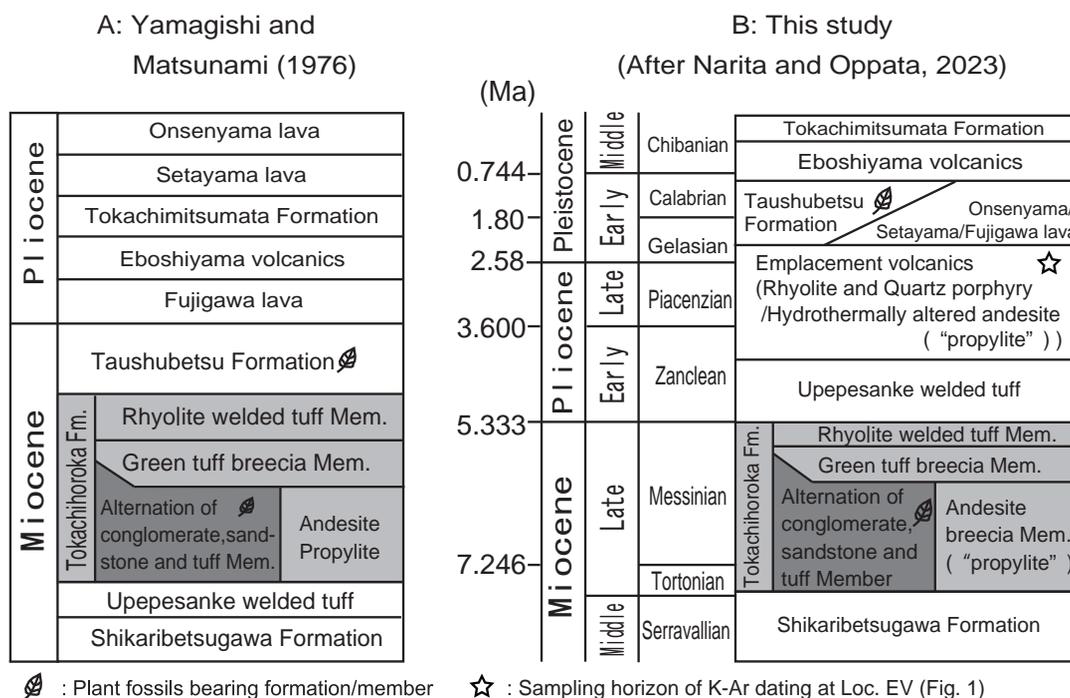


図2 糠平湖周辺地域の岩相層序。  
 (A) 山岸・松波 (1976) で示された層序, (B) 本研究の層序. 成田・乙幡 (2023) を修正して使用。  
**Fig.2 Stratigraphy of the Lake Nukabira area.**  
 (A) Yamagishi and Matsunami (1976), (B) This study. Modified from Narita and Oppata (2023).

タウシュベツ層のそれぞれから産出する大型植物化石群の詳細を報告する中で、タウシュベツ層と同時異相である不二川溶岩の安山岩の全岩 K-Ar 年代を測定し、 $1.03 \pm 0.07$  Ma の年代値を報告している。

これらのうち、十勝幌加層は、糠平湖周辺地域に広く分布し、下部の礫岩・砂岩頁岩・凝灰岩互層部層、中部の緑色凝灰角礫岩部層、および上部の溶結凝灰岩部層の三部層に区分される。下部層には、今回年代を検討した熱水変質安山岩とは異なる水冷破碎岩の角礫状変質安山岩（いわゆる“プロピライト”）を挟在する（山岸・松波 1976；山岸 1976）。下部の礫岩・砂岩頁岩・凝灰岩部層からは、大型植物化石群の十勝幌加植物群が産出し（産地は黒石平および丸山橋；成田・乙幡 2023；図 1）、この部層の一部は、中部の緑色凝灰角礫岩部層と指交し漸移する。

十勝幌加層を貫く貫入岩類は、流紋岩、熱水変質安山岩（“プロピライト”）、石英斑岩、含黒雲母安山岩があり、これらはタウシュベツ層堆積以前に貫入したものと考えられている（山岸・松波 1976）。これらのうち、大規模なものは今回年代測定を行ったプロピライトと石英斑岩である（図 1）。

熱水変質安山岩は、糠平ダムから黒石平までの音更

川沿いに見られる岩床状の大規模な岩脈で、山岸・松波 (1976) および山岸 (1976) では“プロピライト”，山岸 (1974) では角閃石輝石安山岩として扱われている。糠平ダムサイト付近のものは、暗黒褐色で部分的に玉ねぎ状構造が発達するが、黒石平付近のものは暗青色を呈し柱状節理が顕著である（山岸 1974）。いずれも堅硬かつ緻密で、緑泥石を含み熱水変質を被ったいわゆる“プロピライト”の様相を呈している。また十勝幌加層の礫岩を捕獲岩として取り込んでいる（山岸 1974；山岸・松波 1976）。

石英斑岩は、糠平湖東岸の道路切割において、幅 500 m の大きさで確認され、十勝幌加層の礫岩・砂岩頁岩・凝灰岩互層部層を、丘陵部では同層の溶結凝灰岩部層をそれぞれ貫くとされているが（山岸・松波 1976）、この石英斑岩の貫入によって、十勝幌加層の接触部が、接触変成作用を受けていることについては触れられていない。なお、糠平湖東岸において、この石英斑岩と十勝幌加層の礫は、いずれも上位のタウシュベツ層の基底礫岩中に含まれている（山岸・松波 1976；山岸 1976）。また、糠平ダムの 1 km 南方に分布する石英斑岩は、前述の熱水変質安山岩を貫いている。

## 年代測定試料記載

年代測定試料は、糠平ダム直下に分布する熱水変質安山岩（“プロピライト”）、およびその捕獲岩の十勝幌加層の礫岩（石英閃緑岩礫）、そして糠平湖東岸に分布する十勝幌加層に貫入するとされる石英斑岩の 3 点である（図 3）。糠平ダム直下（43°22'14"N, 143°13'19"E, 図 1 の Loc. LV）の熱水変質安山岩（HTMNH-RO-1408）は、鏡下観察において、比較的新鮮な斜長石があるものの、粒子内に粘土鉱物が生じているものが多数認められた。捕獲岩の石英閃緑岩礫（HUMNH-RO-1407）は、鏡下観察では、比較的新鮮で測定に適しているが、黒雲母の一部が、その周縁部あるいは劈開に沿って緑泥石化する粒子も認められた。

糠平湖東岸（43°23'06"N, 143°12'59"E, 図 1 の Loc. EV）に露出する石英斑岩は、表面が風化していたため、目視で風化している部分を避け、内側の可能な限り風化していない試料を用いて分析した。本試料は、緑色～緑灰色を示し、肉眼で観察したところ、巨大な斑晶を含む斑状組織を示し、約 2–5 mm の斜長石、約 1 mm の石英、および約 1 mm の黒雲母を確認した（図 3）。

## K–Ar 年代測定法および結果

岩石試料の K–Ar 年代測定は、糠平ダム直下の熱水変質安山岩とその捕獲岩については株式会社蒜山地質年代学研究所に、糠平湖東岸の石英斑岩についてはジオクロノロジージャパン株式会社にそれぞれ依頼した。

### 1) 糠平ダム直下の熱水変質安山岩およびその捕獲岩

糠平ダム直下の熱水変質安山岩（Loc. LV, 図 1）の鉱物分離（斜長石の分離・濃集）では、試料記載でも述べたように、鏡下観察にて、粒子内に粘土鉱物が生じているものが多数認められたため、斜長石の元々の粒径よりもできるだけ細粒化した上で、塩酸処理を施し、粒子表面の変質鉱物を除去することで対応した。試料の処理は、八木（2006）および八木・板谷（2011）に従った。岩石試料を約 1 cm 角程度の大きさに切断して、風化・変質部分を可能な限り除去した後、洗浄・乾燥させた。その後、試料をスタンプミルで粉碎し、ふるいを用いて 200–300 μm のメッシュにサイズを揃え、

整粒した試料を超音波洗浄機で洗浄し、微粒子を除去した。また、変質鉱物（方解石や緑泥石、粘土鉱物の一部）を除去するため、塩酸処理を実施した。塩酸処理後、電磁分離器を用いて、弱磁性鉱物である斜長石を濃集し、脱塩処理を施した斜長石を測定に使用した。

熱水変質安山岩中の捕獲岩の鉱物分離（黒雲母の分離・濃集）の詳細は、八木（2006）に従った。なお、試料記載で述べたように、比較的新鮮で測定に適しているが、礫中の黒雲母の一部が、その周縁部あるいは劈開に沿って緑泥石化する粒子も認められた。塩酸処理を除いた、岩石の切断、洗浄・乾燥、整粒、および超音波洗浄器を用いた洗浄までの一連の過程は、上記の手順と同様である。その後、電磁分離器を用いて、磁鉄鉱などの強磁性鉱物および石英や長石などの弱磁性鉱物を除去し、さらに重液 SPT（ポリタングステン酸ナトリウム）を用いて高純度の黒雲母を分離・濃集し、脱塩処理を施した黒雲母を測定に使用した。

熱水変質安山岩およびその捕獲岩の一連の分析手順は、長尾ほか（1984）、長尾・板谷（1988）、および Itaya et al.（1991）に従った。カリウム（K）の定量は、長尾ほか（1984）に従い、原子吸光・炎光分光分析装置（日立 180-30 型）を用いて実施した。K 定量分析の誤差は標準試料（JG-1 及び JB-1）の複数回の分析により 2 % 未満であることを示しているが、年代誤差の計算では、K 含有量が 0.2 wt. % 以上の試料に関しては K 定量分析に伴う誤差として 2 % を用いた。なお、K 含有量の 2 回の測定結果は、いずれの試料も誤差 2 % 未満であったため、不均質さは無く、定量の再現性があるものと判断される。また、放射性起源 <sup>40</sup>Ar は、アルゴン（Ar）専用の質量分析計（HIRU）を用いて、試料から抽出される Ar と混合させる同位体希釈法（長尾ほか 1984；Itaya et al. 1991）で定量した。Ar の同位体比測定では、同一条件で標準試料（JG-1：黒雲母）を測定し、その誤差が 1 % 以内であった（Itaya et al. 1991；Yagi et al. 2015）。K–Ar 年代の算出については、Steiger and Jäger（1977）の壊変定数を用いた。年代測定の結果、熱水変質安山岩中の斜長石から 1.81 ± 0.29 Ma の値が、その捕獲岩の黒雲母から 1.80 ± 0.07 Ma の値がそれぞれ得られた（表 1）。

### 2) 糠平湖東岸の石英斑岩

糠平湖東岸の石英斑岩（Loc. EV, 図 1）の一連の分析手順は、長尾ほか（1984）、長尾・板谷（1988）お

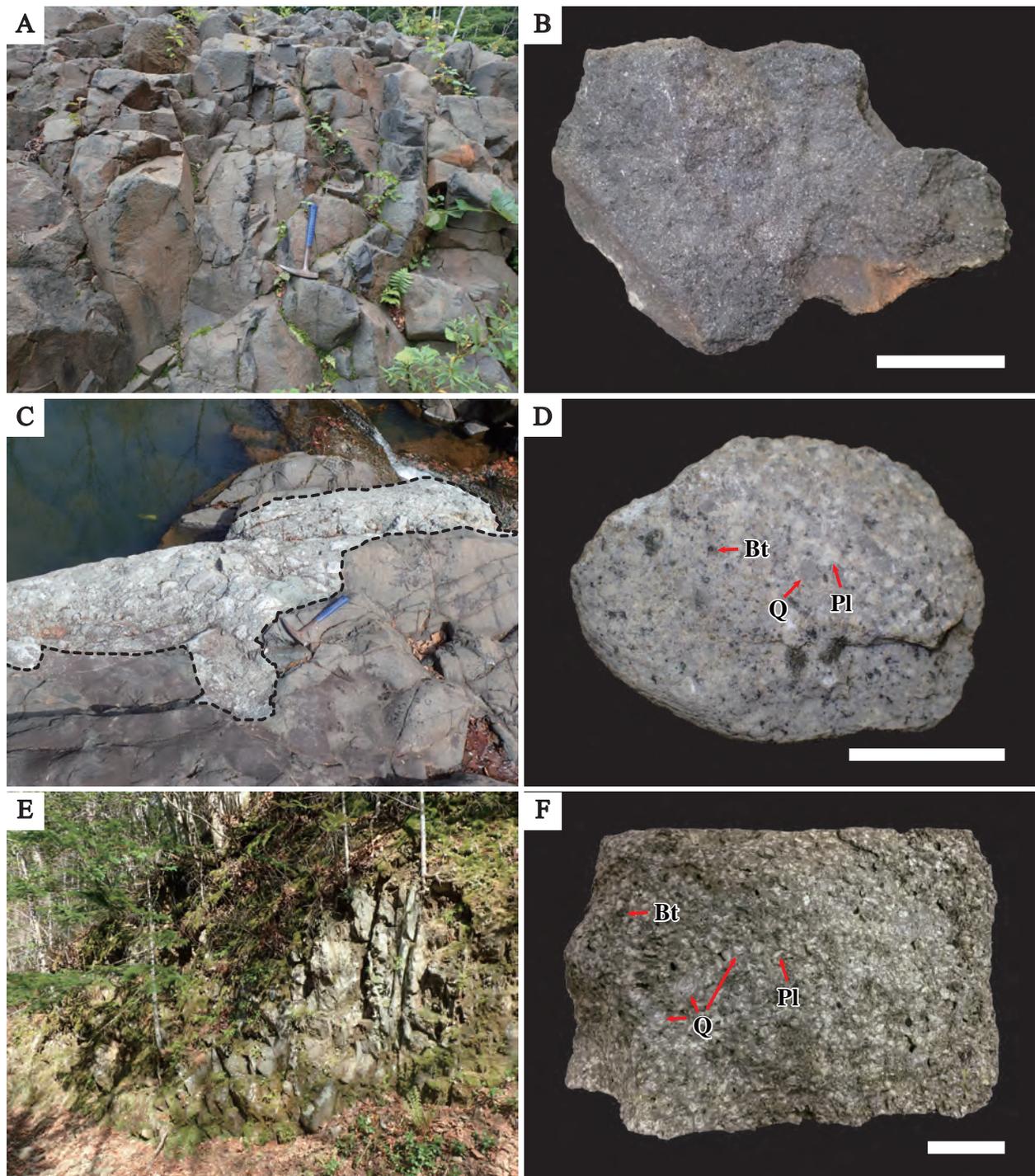


図3 測定試料の露頭写真と岩石標本写真.

**A:** 熱水変質安山岩の露頭 (Loc. LV, 2022年8月13日撮影), **B:** 熱水変質安山岩の標本 (HTMNH-RO-1408), **C:** 熱水変質岩中の捕獲岩の露頭 (Loc. LV, 2022年4月12日撮影), **D:** 熱水変質岩中の捕獲岩 (HTMNH-RO-1407), **E:** 石英斑岩の露頭 (Loc. EV, 2020年5月22日撮影), **F:** 石英斑岩の標本. スケールは5 cm. Q: 石英, Pl: 斜長石, Bt: 黒雲母.

**Fig.3** Outcrops and hand specimens of the dating samples.

**A:** Outcrop of hydrothermal altered andesite (Loc. LV, on Aug. 13, 2022), **B:** Hand specimen of hydrothermal altered andesite (HTMNH-RO-1408), **C:** Outcrop of xenolith in the hydrothermal altered andesite (Loc. LV, on Apr. 12, 2022), **D:** Hand specimen of xenolith (HTMNH-RO-1407), **E:** Outcrop of quartz porphyry (Loc. EV, on May 22, 2020), **F:** Hand specimen of quartz porphyry. Scale bars = 5 cm. Q: quartz, Pl: plagioclase, Bt: biotite.

よび Itaya et al. (1991) に従った. 試料処理では, 試料を乾燥させた後, タングステン乳鉢を用いて岩石試

料を直径 1 mm 以下に粉碎した. その後, ふるいを用いて 50–100 μm の粒子を集め, ハンドマグネット

表 1 糠平湖周辺の熱水変質安山岩およびその捕獲岩と石英斑岩の K-Ar 年代  
 Table 1 K-Ar dates of hydrothermally altered andesite, xenolith and quartz porphyry in the Lake Nukabira area

Sample	Loc.	Material Analyzed	K content (wt.%)	Rad. <sup>40</sup> Ar (10 <sup>-8</sup> cc STP/g)	Non Rad. Ar (%)	Isotopic Age (Ma)
Hydrothermally altered andesite ("Propylite")	LV	Plagioclase	0.157	1.10	90.0	1.81 ± 0.29
Xenolith (Quartz diorite gravel)	LV	Biotite	3.741	26.18	61.7	1.80 ± 0.07
Sample	Loc.	Material Analyzed	K content (wt.%)	Rad. <sup>40</sup> Ar (nl/g)	Non Rad. Ar (%)	Isotopic Age (Ma)
Quartz Porphyry	EV	Whole Rock	2.80	1.475	89.0	7.66 ± 1.24
			2.74	1.629	87.5	8.46 ± 1.30

晶や鉄鉱物を除去した。

年代測定に際して、K の定量では、測定試料を 2 分割した後、片方の試料をメノウ乳鉢で 150 メッシュ以下の粉末にし、LECO 誘導電気炉でガラスビートを作成して、誘導結合プラズマ発光分析装置 (OPTIMA-9000) を用いて分析した。K の定量は、1 試料について 2 回測定し、その平均値を年代の算出に使用した。Ar の同位体比測定では、<sup>38</sup>Ar をスパイクとする同位体希釈法により、四重極型質量分析装置を用いて測定した。

K の定量および Ar の同位体比測定では、測定試料の分析時に、同じルーチンで複数の標準試料 (NIST694, DNC-1, および JR-1 など) を用いて、データの検証を行った。K-Ar 年代の算出では、自然界での同位体比を  $^{40}\text{K} / \text{K} = 0.0001167$  であると仮定し、<sup>40</sup>Ar 量を 10<sup>-5</sup> scc/g (試料 1 g 中に存在する Ar の標準状態、0° で 1 気圧における体積) で表し、K については重量%を用いた。壊変定数は  $\lambda_e = 0.581 \times 10^{-10} / \text{y}$ ,  $\lambda_\beta = 4.962 \times 10^{-10} / \text{y}$  が推奨されており (Steiger and Jäger 1977), これに従って算出した。なお、K-Ar 年代の誤差は 1σ で表現した。

K-Ar 年代測定の結果、2 回の測定の平均値で 8.06 ± 0.57 Ma の値が得られた (表 1)。

## 考 察

### 1) 熱水変質安山岩とおよびその捕獲岩の年代

十勝幌加層に貫入し、後述の石英斑岩に貫かれるとされた熱水変質安山岩 ("プロピライト"; 山岸・松波 1976) の斜長石 K-Ar 年代は 1.81 ± 0.29 Ma を示し、誤差を考慮すると、2.10–1.52 Ma となった (表 1)。熱水変質安山岩の斜長石 K-Ar 年代は、十勝幌加層のジルコンフィッシュン・トラック (ZFT) 年代 (6.8 ± 0.6 Ma; 興水・金 1986b) より若い年代を示し、さ

らに後述の石英斑岩の全岩 K-Ar 年代よりも若い結果となった。これまでに、糠平湖西方に分布する十勝幌加層に含まれる安山岩および 5 万分の 1 地質図幅「然別湖」(山岸・安藤 1982) 内に分布する変質安山岩から、それぞれ 1.06 ± 0.07 Ma, 1.72 ± 0.1 Ma の斜長石 K-Ar 年代が報告されている (広瀬・中川 1999)。本研究で得られた K-Ar 年代は、後者の変質安山岩の K-Ar 年代と誤差の範囲で一致するため、同時期の火山活動によって形成された可能性も考えられるが、熱水変質安山岩には、緑泥石や粘土鉱物の存在が認められることから、熱水変質作用による K-Ar 年代の若返りの可能性が高い。この点については、広瀬・中川 (1999) で扱われた十勝幌加層の安山岩および変質安山岩も、珪長質および苦鉄質斑晶が粘土鉱物もしくは炭酸塩鉱物へと置換されたことが確認されており、これらの岩石も同様の熱水変質作用を被っていた可能性がある。

熱水変質安山岩の捕獲岩である十勝幌加層の礫岩 (石英閃緑岩) の黒雲母 K-Ar 年代は 1.80 ± 0.07 Ma を示し、誤差を考慮すると、1.87–1.73 Ma となった (表 1)。礫岩を構成する礫種は、主に径 5 ~ 36cm の石英閃緑岩の垂円礫であり、当時上流から多くの石英閃緑岩礫が供給されたことを物語っている。糠平湖周辺の深成岩は、西方のピシカチナイ岩体と北方の石狩岳岩体 (前田ほか 1990) がある。ピシカチナイ岩体からは、ノーライトから 15.0 ± 0.8 Ma の全岩 K-Ar 年代が、トータル岩から 19.5 ± 0.5 Ma の黒雲母 K-Ar 年代がそれぞれ得られており、石狩岳岩体からは、石英閃緑岩から 9.5 ± 0.8 Ma の全岩 K-Ar 年代が、花崗閃緑岩から 11.5 ± 0.4 Ma, トータル岩から 10.3 ± 0.3 Ma の黒雲母 K-Ar 年代が報告されている (前田ほか 1990; Ishihara et al. 1998)。また、石狩岳岩体から北北東に約 5 km 離れた地点の石英閃緑岩脈からも 11.2 ± 1.0 Ma の ZFT 年代が報告されている (興水・

金 1986a).

本研究で得られた黒雲母 K-Ar 年代は、ピシカチナイ岩体および石狩岳岩体の年代よりもはるかに若い値を示した。このような年代差は、捕獲岩に含まれる黒雲母の緑泥石化が認められていたため、熱水変質作用による K-Ar 年代の若返りが生じた可能性が高い。また、熱水変質安山岩およびその捕獲岩の K-Ar 年代が、誤差の範囲で一致することは、これらが形成後に同時に熱水変質作用を被ったことを裏付けている可能性もある。以上より、石英閃緑岩礫の供給源を明らかにすることは難しく、十勝幌加層に起源するものであるかについても再検討する必要があると考えられる。

## 2) 石英斑岩の年代

十勝幌加層を貫くとされる石英斑岩の貫入岩体（山岸・松波 1976; 山岸 1976）の全岩 K-Ar 年代値は  $8.06 \pm 0.57$  Ma を示し、誤差を考慮すると、 $8.63\text{--}7.49$  Ma となった（表 1）。これまで、十勝幌加層のうち十勝幌加植物群を産出する礫岩・砂岩頁岩・凝灰岩互層部層と一部指交関係にある緑色凝灰角礫岩部層の緑色凝灰岩から、 $6.8 \pm 0.6$  Ma の ZFT 年代が報告されている（興水・金 1986b）。成田・乙幡（2023）は、この ZFT 年代値に加え、十勝幌加層下部の礫岩・砂岩頁岩・凝灰岩互層部層に対比されるホロカピリベツ川層上部の ZFT 年代 ( $6.6 \pm 0.5$  Ma, および  $6.7 \pm 0.6$  Ma; 興水・金 1986b), 十勝幌加層の下位に位置するシカリベツ川層の放散虫および底生有孔虫化石の年代 (Watanabe and Iwata 1985) を根拠に、十勝幌加層が上部中新統であることを示した。したがって、十勝幌加層中部の ZFT 年代が  $7.4\text{--}6.1$  Ma の年代を示すことを考慮すると、石英斑岩の示す年代値 ( $8.63\text{--}7.49$  Ma) は、十勝幌加層の年代よりも約 1–2 Ma 古い年代値であり、層序上の矛盾が生じる。

この石英斑岩は、十勝幌加層を貫くとされてきたが（山岸・松波 1976; 山岸 1976）、石英斑岩と十勝幌加層の接触部（急冷周縁相）を含む露頭が確認されず、かつ十勝幌加層が石英斑岩の貫入によって確実に接触変成を受けていることも確認されていない。これらの点を踏まえると、従来の見解（山岸・松波 1976; 山岸 1976）とは異なり、石英斑岩が十勝幌加層の下位に位置する可能性が考えられる。一方で、仮に石英斑岩が十勝幌加層に貫入する場合、石英斑岩の貫入による二次的な高温条件における十勝幌加層の ZFT 年代

の若返りの可能性も否定できない。今回比較した十勝幌加層の ZFT 年代は、1986 年に報告され、ZFT 年代測定の見直し（Hurford 1990）以前に測定された値であるため、十勝幌加層の ZFT 年代の再検討も必要となる可能性がある。

## 3) 糠平湖周辺地域の植物化石群と層序の課題

糠平湖周辺地域には葉器官を中心とした時代の異なる 2 つの大型植物化石群が産出する（十勝幌加植物群およびタウシュベツ植物群; 成田・乙幡 2018, 2023）。これらの植物化石群は、いずれも化石産地の周囲を取り巻く火山活動の存在を示す岩体や層序、化石産出層の岩相、植物化石群を構成する分類群に近似する現生種の生態を総合的に加味し、火山活動の影響下にあった群集であった可能性が指摘されている（成田・乙幡 2023）。今回、年代測定した熱水変質安山岩、石英斑岩ともに十勝幌加層に近接する岩体であるが、熱水変質安山岩は、十勝幌加層よりも大幅に若く、石英斑岩は約 6.8 Ma を示す十勝幌加層よりも古い値を示した。今回の結果は、十勝幌加植物群の群集解析に影響を及ぼすものではないが、未だに糠平湖周辺地域には層序学的な位置づけが不明瞭な岩体も存在しているため、今後の層序学的・年代学的検討が望まれる。

## まとめ

糠平湖周辺の熱水変質安山岩とその捕獲岩、および石英斑岩の K-Ar 年代の測定を行った。石英斑岩よりも前に貫入したとされる熱水変質安山岩の斜長石 K-Ar 年代については約 210 ~ 150 万年前であることが示されたものの、測定鉱物の熱水変質の可能性を完全に否定しきれていない。含まれる捕獲岩の礫岩（石英閃緑岩）の起源が、本当に十勝幌加層であるのかについての再検討も含め、熱水変質安山岩の糠平湖周辺地域における層序学的な位置づけについても今後、慎重に検討する必要がある。

また、石英斑岩の岩体の全岩 K-Ar 年代が約 860 ~ 750 万年前であることが明らかになったものの、十勝幌加層と石英斑岩の貫入関係を特定するには至らなかった。今後、糠平湖東岸域の十勝幌加層と石英斑岩の関係性について、詳細な地質調査やその他の年代測定などが求められる。

## 謝 辞

本研究の一部は、公益財団法人藤原ナチュラルヒストリー振興財団2019年度(第28回)の学術研究助成(研究課題名「北海道東部糠平・本別地域の中新世-更新世植物化石群の年代と古植生」, 研究代表者: 成田敦史)を受けて行われた。株式会社蒜山地質年代学研究所には、熱水変質安山岩中の斜長石および捕獲岩の黒雲母 K-Ar 年代測定をしていただいた。ジオクロノロジージャパン株式会社には、石英斑岩の全岩 K-Ar 年代測定をしていただいた。なお、糠平湖周辺は大雪山国立公園のため、環境省の許可を得て調査を行った。以上の関係機関に、記して厚く御礼を申し上げる。

## 引用文献

- 広瀬 亘・中川光弘, 1999. 北海道中央部~東部の新第三紀火山活動: 火山学的データおよび全岩化学組成からみた島弧火山活動の成立と変遷. 地質学雑誌, **105**: 247-265.
- Hurford, A.J., 1990. Standardization of fission track dating calibration: Recommendation by the Fission Track Working Group of the IUGS Subcommittee of Geochronology. *Chem. Geol.*, **80**: 171-178.
- Ishihara, S., Matsushita, Y., Tanaka, R., Ihara, H., Nagasaka, A., Koike, T. and Shibata, K., 1998. The timing and geneses of ilmenite-series and magnetite-series granitic magmatism in the north-central Hokkaido, *Japan. Bull. Geol. Surv. Japan*, **49**, 605-620.
- Itaya, T., Nagao, K., Inoue, K., Honjou, Y., Okada, T. and Ogata, A., 1991. Argon isotope analysis by a newly developed mass spectrometric system for K-Ar dating. *Mineral. Jour.*, **15**: 203-221.
- 君波和雄・川端清司・宮下純夫, 1990. 日高累層群中からの古第三紀放射虫化石の発見とその意義: 特に海嶺の沈み込みについて. 地質学雑誌, **96**: 323-326.
- 興水達司・金 詰佑, 1986a. 北海道中~東部地域の新生界のフィッシュン・トラック年代(その1) -上支湧別・北見富士地域. 地質学雑誌, **92**: 477-487.
- 興水達司・金 詰祐, 1986b. 北海道中~東部地域の新生界のフィッシュン・トラック年代(その2) -西部帯・中央帯のグリーンタフ岩層-. 地質学雑誌, **92**: 559-568.
- 前田仁一郎・宮坂省吾・池田保夫・末武晋一・戸村誠司・河内晋平・松井 愈, 1990. 北海道中央部の第三紀侵入岩類のK-Ar年代と火成活動の時空変遷. 地球科学, **44**: 231-244.
- 長尾敬介・板谷徹丸, 1988. K-Ar法による年代測定. 地質学論集, **29**: 5-21.
- 長尾敬介・西戸裕嗣・板谷徹丸・緒方惟一, 1984. K-Ar法による年代測定. 岡山理科大学蒜山研究所報告, **9**: 19-38.
- 成田敦史・乙幡康之, 2018. 北海道糠平地域の植物化石群の年代と古植生. 日本古生物学会第167回例会講演予稿集, **26**.
- 成田敦史・乙幡康之, 2023. 北海道中央東部糠平湖周辺の後期新生代の古植生と古環境:後期中新世十勝幌加植物群と前期更新世タウシュベツ植物群. 地質学雑誌, **129**: 289-305.
- 岡崎由夫・鈴木順雄, 1973. 北海道東・北部の新第三紀後期以後の植物群の変遷. 化石, **25**・**26**: 53-63.
- Steiger, R.H. and Jäger, E., 1977. Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geo and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **36**: 359-362.
- 鈴木順雄, 1967. 北海道の新第三紀後期植物群. 佐々保雄教授還暦記念論文集, 291-302.
- Tanai, T., 1961. Neogene floral change in Japan. *J. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. 4*, **11**: 119-398.
- Watanabe, Y. and Iwata, K., 1985. The age of Miocene Kamishiyubetsu Formation in northern Hokkaido and the basins formed by tectonic movement. *J. Geol. Soc. Japan*, **91**: 427-430.
- Watanabe, Y. and Iwata, K., 1987. The Hidaka Supergroup in the Tomuraushi regions, Hidaka belt, Hokkaido, *Japan. Earth Sci. (Chikyū Kagaku)*, **41**: 35-47.
- 八木公史, 2006. K-Ar年代測定のための鉱物分離マニュアル. 地質技術, 創刊準備号(蒜山地質年代学研究所創立10周年記念特集), 19-25.
- 八木公史・板谷徹丸, 2011. 塩酸処理による主要鉱物のK-Ar年代への影響. 地質技術, **1**: 37-43.
- Yagi, K., Okada, T., Honjou, Y. and Itaya, T. 2015. Argon analyses by isotopic dilution method using argon 38 spike with HIRU Reproducibility and reliability in 25 years K-Ar dating. *Bull. Res. Inst. Techn. Okayama Univ. Sci.*, **33**: 42-52.
- 山岸宏光, 1974. 北海道中央部糠平地域の火山岩類とその変質作用, その1. 地球科学, **28**: 201-210.
- 山岸宏光, 1976. 北海道中央部糠平周辺地域の堆積盆にみられる陥没構造. 地下資源調査所報告, **48**: 21-31.
- 山岸宏光・安藤重幸, 1982. 5万分の1地質図幅および説明書「然別湖」. 北海道地下資源調査所. 26p.
- 山岸宏光・松波武雄, 1976. 5万分の1地質図幅および説明書「糠平」. 北海道立地下資源調査所. 40p.